

漂流海洋ブイ位置データと海洋再解析データを用いた 北太平洋における水平拡散係数値の推定

杉山徹*・西川悠*・藤木徹一*・野口真希*・宮澤泰正*・木戸晶一郎*・飯沼卓史*・桑谷立**

Estimation of horizontal diffusion coefficients in the North Pacific region using drifted buoy position data and ocean reanalysis data

Toru Sugiyama*, Haruka Nishikawa*, Tetsuichi Fujiki*, Maki Noguchi*,
Yasumasa Miyazawa*, Shoichiro Kido*, Takeshi Inuma* and Tatsu Kuwatani**

* (国研) 海洋研究開発機構, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC),
3173-25 Showamachi, Kanazawa, Yokohama, Kanagawa 236-0001, Japan, E-mail: tsugi@jamstec.go.jp
** (国研) 海洋研究開発機構, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC),
2-15 Natsushima-cho, Yokosuka, Kanagawa 237-0061, Japan

キーワード: 拡散係数, 海洋漂流物, 仮想粒子追跡, 海洋モデル,

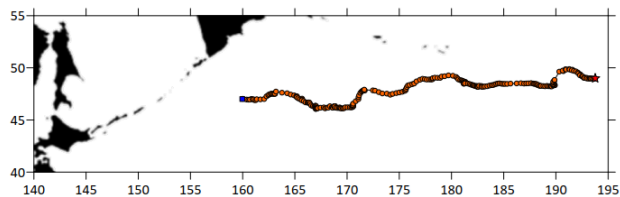
Key words: Diffusion Coefficient, Drifted matter, Virtual Particle tracking, Ocean model

1. はじめに

流体中に分布させたトレース可能な粒子を用いた流体運動のラグランジェ解析 (例えば粒子画像流速測定法 (PIV 解析)) は, 流体の循環場を解析するためのメジャーな手法である。海洋物理においても, 例えば, 海底火山によって生じた軽石位置を追跡することで, 同様な解析が行われている (Kuwatani et al., 2025)。さらに, 仮想粒子を海洋モデルで得られた海流場の中で追跡することで, モデル海洋場のラグランジェ解析も行われており, マイクロプラスチックの外洋における拡がりに威力を発揮している。このような背景の中, 観測やモデルにおけるラグランジェ解析の結果に大きな影響を与える要因の1つに, 追跡している粒子の拡散現象がある。いわゆる渦拡散, 乱流拡散に起因するこれら物理的な拡散は, モデル化された流体場では, レイノルズ分解によって記述されるものの, 離散化のため拡散係数はパラメータ化されて記述されており, 現在, 普遍的なパラメータ値を得るための研究が続けられている。一方, 実海域において漂流物を追跡することにより実質的な拡散係数を推定することも行われている (Rühs et al., (2018) など)。しかし, PIV 解析に匹敵するような多数の漂流物軌道を統計的に解析できるケースや場所は実海域では限られているため, 知見が得られるケースも偏りが見られる。そこで, 本研究では, たった1つの漂流物から拡散係数推定を試みた結果を報告する。今回は, 漂流ブイの軌跡データと海洋モデルデータを組み合わせることで, 漂流した海域における表層水平拡散係数を推定した結果を報告する。

2. 使用したデータと海洋モデル及び解析手法

今回の解析では, 西部太平洋亜寒帯循環域 K2 点 (北緯 47 度・東経 160 度) の定点係留ブイが, 意図せず漂流してしまっ



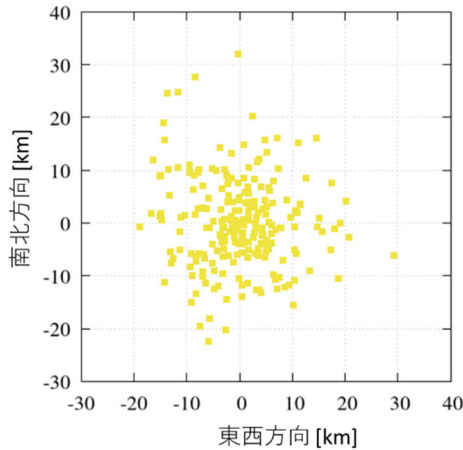
第1図 解析に用いたブイの軌跡. 海流により青四角点から赤星点へ東に移動する. 赤丸点は, GPS データの確定位置を示す。

間毎に位置データが取得されている。海洋モデルは, JCOPE-FGO 再解析データを用いた (Kido et al., 2022)。こちら, 24 時間ごとに海表層における東西及び南北方向の流速データ (GPV データと呼ぶ) などが 0.1 度毎に全球の海域で算出されている。

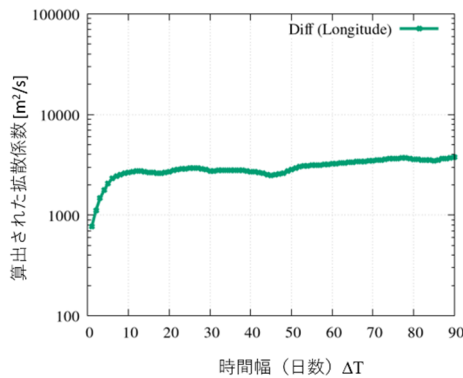
拡散係数は, 単位時間当たりの分散値から算出されるため, 次の手法を用いる。任意の時刻 (T) の GPS ブイ位置 $\mathbf{X}_m(T)$ から, GPV データを用いて時刻 (T+ ΔT) におけるブイ位置 $\mathbf{X}_m(T+\Delta T)$ への移動を, 粒子追跡法を用いて算出推定する。その推定位置と実際のブイ位置 $\mathbf{X}_r(T+\Delta T)$ とのズレ (分散値) から, 東西と南北方向の拡散係数及び, 水平 2 次元の拡散係数を算出する。T と ΔT の値は約 200 日分の GPS データから多数の組み合わせで得られるため, これらの統計解析から拡散係数が算出されその特性が考察できる。なお, 海洋モデルである GPV データには, モデル特有の誤差やバイアスが内包されている。そのため, 算出される分散値, すなわち拡散係数は, 物理的な拡散に起因する量との合算値となる。しかし, 実海域において海洋モデルの値からラグランジェ解析を行う際には, その用いるモデル毎の合算拡散係数が実質的かつ有効的な拡散係数として振る舞うため, 本研究では, 合算値にこそ意味があるとする。

文 献

- Kido S., M. Nonaka, Y. Miyazawa (2022), JCOPE-FGO: an eddy-resolving quasi-global ocean reanalysis product, *Ocean Dynamics*, vol. 72, pp.599-619.
- Kuwatani T., H. Hino, H. Nishikawa, S. Akaho (2025), Data-driven proactive prediction of pumice drifting patterns using similarity search of the Kuroshio current axis, *Natural Hazards*.
- Rühs S. V. Zhurbas, I. Koszalka, J. Durgadoo, A. Biastoch (2018), Eddy Diffusivity Estimates from Lagrangian Trajectories Simulated with Ocean Models and Surface Drifter Data—A Case Study for the Greater Agulhas System, *J. Physical Oceanography*, vol. 48(1), pp. 175-196.



第2図 海洋モデルによって算出したブイの推定位置と実際のブイ位置との差. 東西・南北方向ともに正負方向への偏りが小さい.



第3図 算出された東西方向の拡散係数. ΔT が10日程度を超えると、変動が小さくなる

3. 結果

第2図に、 dT を最小の約24時間とした場合の「 $\mathbf{X}_k(T+\Delta T) - \mathbf{X}_m(T+\Delta T)$ 」の散布図を示す。海洋モデルが完全にブイの移動を予見した時の位置 (0,0) を中心に広がっており、東西方向及び南北方向ともに、正負方向への偏りが小さい。つまり、海洋モデル内の系統的なバイアスが小さいと考えられる。第3図に、算出された東西方向の拡散係数を ΔT に対して表示する。なお、開始時刻 T に関する平均値である。10日程度までは、拡散係数の単調増加が見られ、ブイの移流運動へ海流構造の過去の記憶(影響)が残っている様子が現れている。その構造として例えば、10~100km程度の中規模渦からの影響が挙げられる。その後は変動が小さくなり拡散が主となる様子が見られる。ここでは、約3000 [m²/s]の値が拡散係数として得られている。前述の Rühs et al., (2018) においては、 $O(10^3)$ m²/s と報告されており、同程度の値が得られている。講演では、ブイの軌跡追跡の開始時刻 T に対する拡散係数値の依存も議論する予定である。